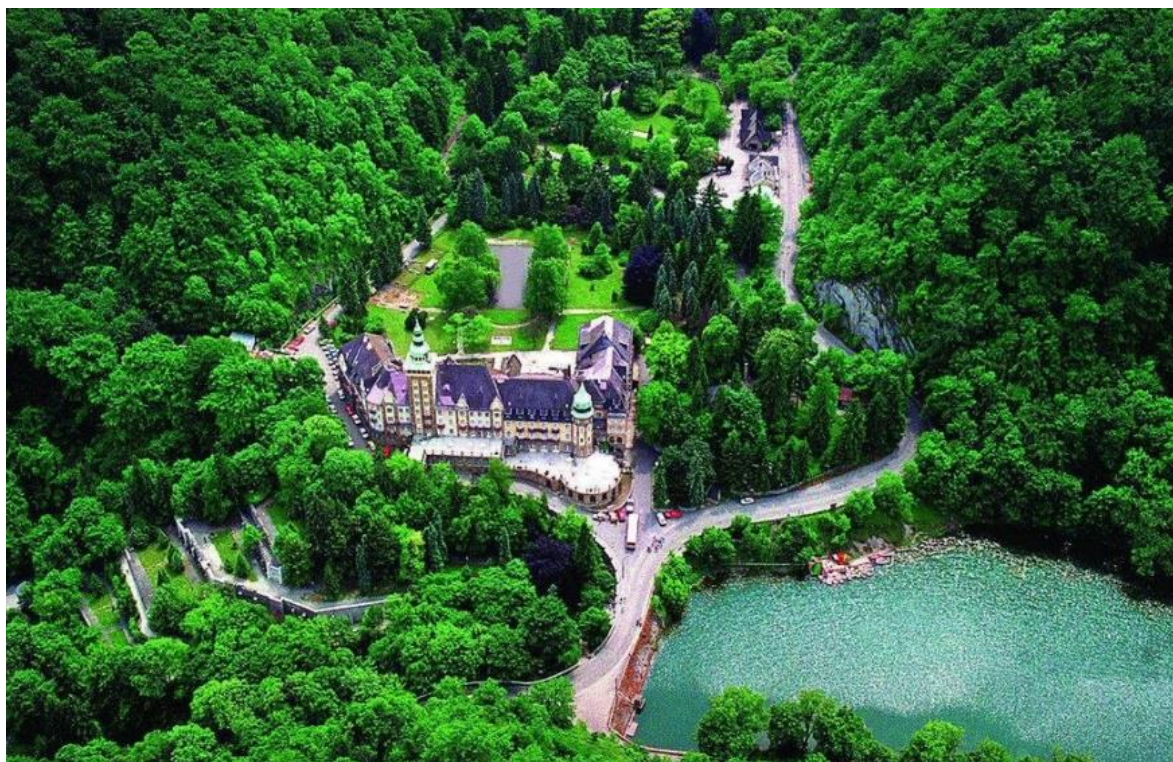


VII. MAGYAR FÖLDRAJZI KONFERENCIA KIADVÁNYA

2014 Miskolc

**Kiadó: Miskolci Egyetem
Földrajz – Geoinformatika Intézet**



*Szerkesztette:
Kóródi Tibor
Sansumné Molnár Judit
Siskáné Szilasi Beáta
Dobos Endre*

ISBN 978-963-358-063-9

FELSZÍNMOZGÁSOS FOLYAMATOK VIZSGÁLATA A TISZA MINDSZENT KÖRNYÉKI PARTFAL SZAKASZAIN

Bevezetés

A klímaingadozások domborzatra gyakorolt hatása következtében fellépő földcsuszamlások és partfal omlások kialakulásának közvetlen okait, a felszínmozgások típusait, azok geomorfológiai vonatkozásait vizsgáljuk a Tisza Csongrád és Mártély közötti szakaszán (1. kép). Tanulmányozzuk a csuszamlásos partokat és a kanyarulatok belső ívéénél húzódó övzátonyokat. Különös hangsúlyt fektetünk a Tisza felszínmozgásokkal veszélyeztetett Mindszent környéki partszakaszainak vizsgálatára.



1. kép. Az Alsó-Tisza völgy Mindszenttől D-re (Fotó: Kis É.)



2. kép. Földtömegmozgás az Alsó-Tisza bal partján, Mindszent nyugati peremén (Fotó: Kis Molnár I.)

Az utóbbi 30 év alatt a Tisza magyarországi alsó, mintegy 80 km-es szakaszán gyakran több helyen is csúszott a partfal, 2-3-5 évenként történtek suvadások. Jelentős részük a tél végi, vagy tavaszi árvizekhez kapcsolódott. Az árhullámok levonulását követően jelentős partcsúszások keletkeztek. A tél végiek közül az egyik legnagyobb Mindszent környékén a 2010. február 4-i volt. A Tisza partfala öbolszerűen csúszott be a folyóba. A partfalcsúszást az ez időben a szokatlan nagyságú árhullám és a löszpart még magasabban lévő talajvize okozta. A zajló jég parterodáló hatása is hozzájárult a majdnem függőleges partfal leszakadásához.

2013 májusában körülbelül egy időben sorozatos partfal leszakadások történtek a Tisza alsó szakaszán Csongrádnál, Mindszentnél (közülük a legnagyobbak) és Algyőnél. Május 16-án és május 18-án Mindszenten a 217-es folyamkilométernél (2. kép) – ugyanazon a helyen, ahol 2010-ben – súlyos természeti katasztrófa következett be. A hirtelen apadás után a partfal több száz méter hosszan a Tiszába csúszott. A leszakadt partszakasz magával rántotta a

⁷⁶ Kis Éva, Balogh János, Szeberényi József, Viczián István, Őrsi Anna: Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet
E-mail: kis.eva@csfk.mta.hu, balogh.janos@csfk.mta.hu, viczian.istvan@csfk.mta.hu, orsi.anna@csfk.mta.hu

⁷⁷ Prodán Tímea: Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet
E-mail: prodantimea@ggki.hu

lépcsőket és a lejárókat is. A Tiszában sziget keletkezett, akadályozva a hajózást. Itt azért volt súlyosabb a helyzet, mint Csongrádnál és Algyőnél, mert több 100 m hosszan további repedések keletkeztek. A csúszások teljesen közel történtek a város házaihoz, a halászcserda épületétől 4–5 m-re táton a leszakadt partfal. A következő csúszások már elérhetik az épületet is. E leszakadt partfal jelentős része életveszélyt jelent a település mentén és le van zárva. Az Alsó-Tiszavidéken csupán 3 város, Csongrád, Mindszent és Szeged települt közvetlenül a Tisza partjára. Csongrádon a régi partfalbiztosításokat felújították (a volt 110 éves védelmi rendszer már nem jelentett megfelelő védelmet). Ez év januárjában átadták a több km hosszú, felújított partfalat (3. kép). A beruházás Csongrád, Csanytelek, Felgyő és Tömörkény árvízvédelmi biztonságát növeli.

Szegeden jelenleg folyik a belvárosi árvízvédelmi rendszer rekonstrukciója. Megemelik a töltést és alumínium mobilgátat (partfalat) állítanak (4. kép). Az ország első több km hosszú mobil partfala építésének befejezési időpontja 2015. május vége. Szeged és Csongrád belvárosa közvetlenül a Tisza partján fekszik, Mindszent esetében a nyugati városrész határos a folyóval. Itt is mindenképpen szükséges a partvédelem, a mederállékonyság növelése. Szükséges a partszegély- és egy olyan szivárgó rendszer beépítése a löszpartba, amely hirtelen apadás következtében a bennrekedt vizek folyóba történő visszavezetését biztosítani tudja (Kozák P. 2013). Mindszenten az elmúlt évi nagy partfalcsúszások után ez idáig állékonyság-javító beavatkozás még nem történt. Előtte szükséges lenne a löszparton a folyamatos földtömegmozgások monitoringozására.



3. kép. A felújított csongrádi partfal (Fotó: Kis É.)



4. kép. Épül az ország első mobil partfala Szegeden (Fotó: szeged.hu)

A vizsgált terület az Alsó-Tisza vidéken, a Körös-Maros köze nyugati és a Duna-Tisza köze keleti része között húzódó Alsó-Tisza völgyben található. Kis relief energiájú síkság, a relatív relief 2–3 m/km. A tanulmányozott szakasz két részre osztható, az ún. aktív ártéri zónára a mentett területeken és a passzív ártéri zónára a hullámtéren. A hullámtéri terület közvetlenül a folyó hatása alatt áll, a felszín alakulása kapcsolódik az árvizekhez. Fluviális eredetű formái az övzátonyok, folyóhátak, morotvák, illetve az antropogén eredetű pozitív és negatív formák. A szabályozásokat követően a töltések mögötti mentett oldalon főként tavasszal és a nedves időszakokban telnek meg vízzel az egykori medermaradványok. A fő felszínformák az övzátonyok és a különböző stádiumban lévő morotvák. Az árterek talajai réti és öntéstalajok, jó termőképességűek. A mentett oldali területeken aktív mezőgazdasági művelés folyik, a hullámtéren a gazdálkodás visszaszorulóban van.

A vizsgált területen 7 nagy partfalcsúszásos és szintén 7 övzátonyos partszakaszt tudunk elkülöníteni. Ezek a következők: 1. partfalcsúszás és övzátonyképződés Mindszent É-i részén; 2. Csanytelek D-i részén (a Dong-ér torkolata fölött) több 100 m átmérőjű kanyarban sorozatos partfalcsúszások, a szegvári parton övzátonyképződések a bal parton (5., 6., 7. kép); 3. a csongrádi híd fölötti Tisza bal parti szakaszán partfalcsúszás, a híd alatti jobb oldali partszakaszon övzátonyképződés; 4. Csongrádon a Tisza bal oldali part szakaszán csúszások (a Körös torkolati süllyedés hatására), a város D-i részén övzátonyképződés, mindkettő az átvágás utáni partszakaszon; 5. partfalcsúszások a mindszei kompátkelőnél, övzátonyképződés a mindszei strandnál (8., 9. kép); 6. partfalcsúszás Mindszenttől D-re a jobb oldalon, övzátonyképződés a Kis Révénél; 7. partfalcsúszások Ányás É-i részén a több száz méter hosszú kanyarulatban, övzátony képződése a kanyar belső ívéénél (10., 11., 12. kép).

Partfalbiztosítás Mindszent városánál feltétlenül szükséges. Az övzátony rendezés (az utolsó két nagy árvíz hatására kialakult különösen nagy meredekségű partszakasz miatt) jelenleg folyamatban van.



5. kép. Sorozatos partfalcsúszások a csanyteleki nagy kanyarban a Dong-ér torkolatától É-ra (Fotó: Kis É.)



6. kép. Övzátony a Dong-ér torkolatától ÉK-re a bal oldali partszakaszon (Fotó: Kis É.)



7. kép. Az övzátony elvégződése a kanyarulat belső ívéénél (Fotó: Kis É.)



8. kép. Földtömegmozgások Mindszent Ny-i részén (Fotó: Kis Molnár I.)

Az Alsó-Tisza vidéki partsuszamlások (köztük részletesebben a mindszei) sajátosságainak tanulmányozását az is indokoltá teszi, hogy ugyanezen sorozatos partfalleszakadásokat megelőző hetekben a Tiszán és a Dunán is jelentős árhullám vonult végig. Mind a tiszait, mint a dunait hirtelen, gyors apadás követte. A dunai hirtelen vízszintingadozást



9. kép. Övzátony a mindszei strandnál
(Fotó: Kis É.)



10. kép. Csúszások a több 100 m hosszú
ányási partfalszakaszon (Fotó: Kis É.)



11. kép. Ártéri üledéksorozat fekvésében kék
anyaggal Ányás É-i részén
(Fotó: Kis É.)



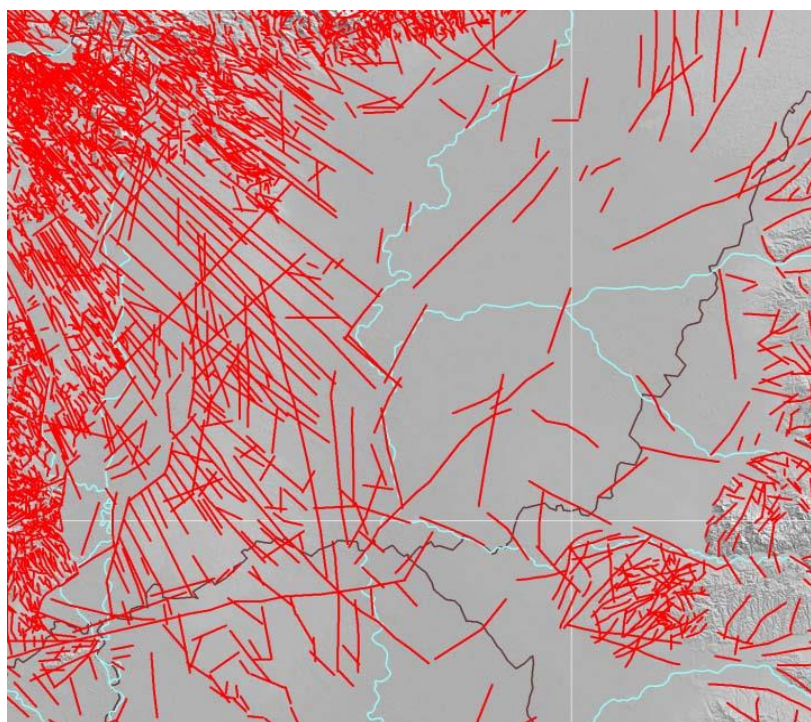
12. kép. Övzátony az anyási kanyar belső
ívénél (Fotó: Kis É.)

azonban nem követték sorozatos partfalcsúszások, illetve omlások, mint a Tisza völgyiekét. Választ próbálunk adni arra, hogy mi lehet e különbség oka. Milyen természeti és esetleg antropogén hatásoknak volt, vagy lehetett szerepe az Alsó-Tisza vidéki partfalcsúszások kialakulásában.

Kis É. (2014) véleménye szerint az alapvető különbség a partfal anyagának összetételében (különböző lösz típus változatok) és az ebből fakadó szerkezetbeli különbségekből (laza, vagy tömörödtebb szerkezet) adódik. A dunai partfalak típusos, vagy klasszikus, míg a tiszai partfalak ártéri (infúziós) löszből állnak. Az ártéri lösz fizikai sajátosságai miatt eltér a típusos lösz jellemző kritériumaitól, ezért a löszszerű üledékekhez sorolhatók. A legnagyobb különbség a partfalakat felépítő közetek, a lösz- és löszszerű üledékek agyag-, iszap-, lösz- és homok tartalma %-os részesedése változásával magyarázható. Míg a dunai magaspartokat felépítő lösz- és talajszorozatok löszrétegei típusos, vagy klasszikus löszök, addig a tiszai partokat felépítő löszös üledékek az ún. ártéri (infúziós) löszök csoportjába tartoznak. A két fajta lösz típus közötti leglényegesebb különbség agyagtartalmuk %-os részesedése arányában mutatkozik meg. Az ártéri löszök lényegesen agyagosabbak. A magas agyagtartalom miatt az ártéri löszös partfalban lévő víz sokkal nehezebben tud visszajutni a hirtelen gyors árvízszint-csökkenés után a folyóba az üledék tömörödöttsége miatt, mint a sokkal lazább, lényegesen nagyobb homoktartalmú típusos löszpartfalakban.

A VIZSGÁLT TERÜLET KÖRNYEZETÉNEK TEKTONIKAI VISZONYAI

A tanulmányozott terület a közép-magyarországi ÉK–DNY-i irányú nagyszerkezeti vonaltól délre fekvő Tiszai nagyszerkezeti egység részét képezi (Haas J. et al. 2010). A nagyszerkezeti egység a területrészeknek a variszkuszi hegységképződés idején bekövetkező egyesülése során jött létre (Császár G. 2005). Az alpi hegységképződés folyamán alakult ki a nagyszerkezeti egység ÉK–DNY-i irányú övezetes elrendeződése. Neoalpi fázisa idején keletkezett a mai szerkezeti rendszer (Kovács Z., Gyuricza GY. 2012). Fontos szerkezeti elem a Hódmezővásárhely–Makói árok felé lehatároló vető, melytől északkeletre az aljzat a tengerszint alá, 7000 méterig süllyed. Az Alföld jelentős része az ún. „miocén domborzatfordulat” óta süllyed. Horváth F. és Cloetingh (1996) véleménye szerint a késő miocénre jellemző „nyugodt” süllyedést az Alföldön és a Kisalföldön felgyorsult süllyedés követte. Ennek okát a kutatók Pannon-medence aljzatát adó litoszféra lemez fokozatos meggyűrődésében látták. A medencében a kiemelkedő területek (mint pl. a Dunántúli-középhegység) nagy léptékű antiklinálisoknak, a süllyedő vidékek pedig, mint pl. az Alföld szinklinálisoknak felelnek meg. A Pannon-medencére 3 irányból is aktív nyomófeszültség hat: 1. Az adriai mikrolemez forgásából fakadóan bukik a Dinári-hegység pereme alá, 2. a Cseh-masszívum irányából is feszültség hatása érződik (a Kárpátok nyugati oldalán ez mérhető), 3. és az egykori kárpáti szubdukciós folyamatok végleges lezáródása miatt is ÉNY-DK-i irányú nyomás hat a Keleti-Kárpátok felé az övező merev plató felől. Bada B. és Horváth F. (1998) véleménye szerint az említett okok miatt a Déli-Alpok és a Dinaridák vonulata a Pannon-medence felé mozog. A medence aljzatát képező egységek is felgyűrődnek, antiklinálisok és szinklinálisok keletkeznek. A vertikális mozgások sebessége véleményük szerint mindenütt kisebb, mint 5 mm/év. Joó I. (1992) szerint mind az emelkedés, mind a süllyedés üteme évenként kb. 1–2 mm.

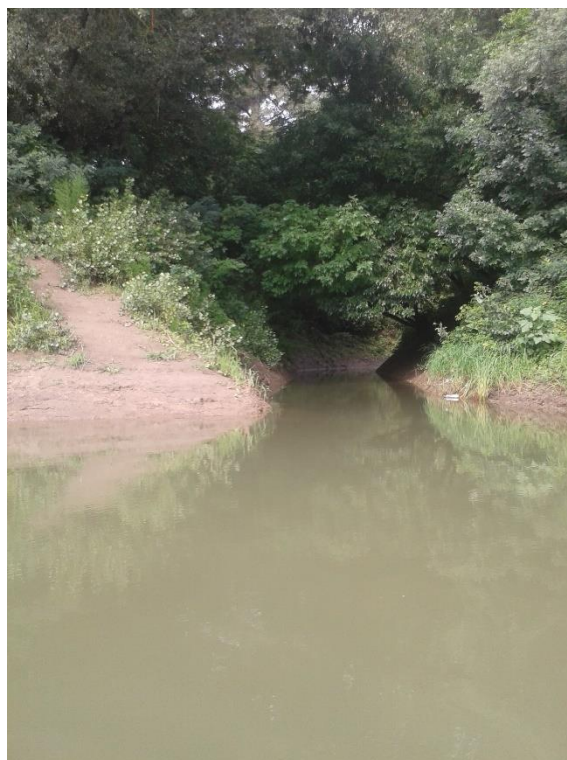


1. ábra. Pannon-medence és környezete morfostrukturális elemei (Horváth F. et al. 2005a), <http://geophysics.elte.hu/atlas/09.htm>

A tanulmányozott Csongrád-Mártélyi területen a Tisza 3 egymásba torkolló nagyszerkezeti vonal mentén fut (1. ábra). 1. A csongrádi Körös-torok (13. kép) egy ÉNY-DK-i és egy ÉK-DNY-i nagyszerkezeti vonal metszés-pontjánál található. A korábbi ÉNY-DK-i törés meghosszabbítása és újabb ÉK-DNY-i vonal találkozásánál Szentés északi határában a mai Kurca magaspártot alámosó völgyében folyt az Ős-Tisza az Ér-mellék Körösök folytatásaként. 2. Ezen ÉK-DNY-i szerkezeti vonal folytatásában folyik a mindsenti tiszai torkolatig a Kurca. 3. Csanytelek D-i részén a Dong-ér torkolata (14. kép) mentén, a korábbi ÉK-DNY-i és egy ÉNY-



*13. kép. Tisza és Körös találkozója az ÉNy–DK-i és ÉK–DNy-i szerkezeti vonalak metszéspontjában
(Fotó: Kis É.)*



*14. kép. A Dong-ér és torkolata Mindszent É-i részén ÉNy–DK-i és ÉK–DNy-i szerkezeti vonal találkozásánál
(Fotó: Kis É.)*



*15. kép. Az ányási „szűkület” a kép háttérében. ÉNy–DK-i irányú vető D-i része
(Fotó: Kis É.)*

DK-i szerkezeti vonal találkozásánál Tiszán áthúzódó keresztörés található. A törés folytatása a Tisza bal partján az Ostorai Holt Tisza hajtúkanyarjának alsó íve. A vizsgált szakaszon itt a legmélyebb a Tisza, 18 méter. A Tisza tovább az ÉNy–DK-i törés mentén folyik Mártélyon át (15. kép) egészen Algyőig.

A VIZSGÁLT TERÜLET KÖRNYEZETÉNEK LITOLÓGIAI ADOTTSÁGAI

Fontos a tanulmányozott terület neotektonikai körülményeinek megismerése. A differenciált függőleges kéregmozgások alapvetően befolyásolják a vízföldrajzi viszonyokat, a vízfolyások geometriai viszonyait. A jelenlegi tektonikai változások alapvetően egykori törésvonalak megismételt felújításához köthetők.

A tanulmányozott terület az Alföld legmélyebb süllyedékén – a Szentés – Hódmezővásárhely – Makó menti – ún. dunai szerkezeti árok mentén terül el. A medence aljzatát 2500–7000 m vastag neogén üledéksor tölti ki: variszkuszi metamorfítok, perm törmelékes és vulkáni sorozatok, alsó és középső triász mészkövek és dolomitok. A miocén riftesedés során a fiatal mezozoós képződmények erodálódtak. Az alpi metamorfózist elszennvedett üledékek is az eredeti metamorf aljzatokról többnyire lenyíródtak, vagy lecsúsztak (Horváth Z., Maros Gy. 2012). Eocén, oligocén üledékhézaggal miocén és pliocén tengeri eredetű üledékek rakódtak a paleozoós és mezozoós üledékekből álló medencealjzatra a Pannon-tenger, ill. -beltó feltöltődése során.

A hagyományos értelemben vett „alsó pannóniai” formációkat az Endrődi Márga, a Szolnoki Homokkő és az Algyői Formáció, míg a „felső pannóniaiakat” az Újfalu Homokkő, a Zagyvai és a Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció alkotja (Jámbor Á. 1989).

Nagy vastagságú beltengeri, tavi és folyóvízi üledékek települtek a lesüllyedt, felső pannon medencealjzatra. A süllyedés iránya É–D volt, mértéke kb. 2100 méterről 2500 méterre nőtt. Agyagmárga, agyag és vastag homokrétegek rakódtak le folyóvízi deltákhoz kapcsolódó környezetben. Magyar I. (2010) véleménye szerint a késő miocénban befejeződött hazánk területén a Pannon-tó feltöltődése. A folyóvízi rétegsorokból álló üledékösszetétel lerakódása még a miocén végén megkezdődött és jelentős részben átnyúlt a pliocénbe. A Nagyalföldi Tarkaagyag képződése valószínűleg a pleisztocén elejéig tartott (Gajdos, Pap 1996).

A pannon üledékekre negyedidőszaki, 700–800 m vastag, többnyire folyóvízi üledékekből álló negyedidőszaki rétegek települnek. Kisebb kiterjedésűek a tavi, mocsári és eolikus képződmények. A negyedidőszaki rétegsort többnyire homokos meder, övzátony, parti hát, illetve agyagos ártéri üledékek alkotják. Ezek fedőjében a halmokon eolikus lösz, a mélyedésekben tőzezes, tavi, mocsári üledékek – infúziós lösz – találhatók. Az övzátony és parti hát sorozatok (Ős-Duna, Ős-Tisza üledékei) a korábbi meanderező folyók üledékei. Jelentős területet borítanak agyagos, löszös ártéri üledékek. E képződmények szedimentológiai és kvartermalakológiai vizsgálatával számos kutató foglalkozott (Miháltz I. 1967; Molnár B. 1967; Krolopp E. 1977; Krolopp E. és Szónoky M. 1982, 1984; Domokos T. 1984, 1986, 1990; Domokos T., Kordos L., Krolopp E. 1989, Domokos T., Krolopp E., Szónoky M. 1992; Domokos T., Krolopp E. 1997). Mindszent mellett található a Magyar Állami Földtani Intézet K-89 jelzésű magvételes kutatófúrása, amely a medencealjzat feletti üledéksor felső 1500 méterétől ad információt (Rónai A. 1972, 1985). Rajetzký P. (1973) szerint a fúrásban a plio-pleisztocén határt 690 méternél lehet meghúzni a mikromineralógiai vizsgálatok alapján. Krolopp E. (1970) szerint a pleisztocén rétegsor legalább 620 m vastag a malakológiai adatok alapján. Rónai A. (1978) szerint a felszín jelentős részén infúziós lösz található, melyet óholocén lösziszap és újholocén folyóvízi agyag borít. Foltokban felső pleisztocén löszös homok és óholocén finom homok is előfordul. A lösz Sümeghy J. (1944) is a felső pleisztocénbe és az óholocénbe sorolta.

Domokos T. és Krolopp E. (1997) Mindszent környékén vizsgálta a felső pleisztocén (Koszorú-halom) és holocén (Szőlő-part) környezetfejlődést (felhasználva Molnár B. és Fülöp M. 1990. évi terepi és laboratóriumi vizsgálati eredményeit), amelyet nagyobb területre érvényesíthető modellként értékelhetünk. Krolopp et al. (1995) Szeged-öthalmi vizsgálata alapján, Domokos T., Krolopp E. (1997) feltételezte, hogy Mindszent környékén is a szegedihez hasonló üledékképződési folyamat ment végbe. A pleisztocén jéges időszakaiban, a halmokra kiülepedett poranyagból típusos lösz, míg a nedves térszínre – ártér, mocsár, tó – kiülepedettből ártéri vagy infúziós lösz keletkezett. Véleményük szerint a vizsgált terület folyóvízi ártér volt, a felső pleisztocénnek egy aránylag enyhe klímájú szakaszában. Kezdetben ártéri üledékek, majd a folyóvízi tevékenység fokozódásával folyóvízi üledékek rakódtak le. A lerakódott üledékek gazdag vízi és szárazföldi Mollusca-faunát tartalmaztak. Az éghajlat kontinentálisabbá válásának hatására homokmozgás indult meg a száraz és csak gyér vegetációval fedett területen. A kis távolságról szállított homokhoz löszanyag is keveredett, majd a löszképződés került túlsúlyba. Ez a folyamat BP 18 000 – 16 000 évek között ment végbe. Bizonyíték a löszből kimutatott *Punktum pygmaeum* – *Vestia turgida* malakosztratigráfiai szakaszba tartozó csigafauna. A folyóvízi homokra települt homokos löszben gerincesek csontmaradványai, sőt csontfeldúsulásuk található. A mintákat 1991-ben Kordos L. határozta meg. Véleménye szerint „pleisztocén vagy holocén, kifejezetten sztyepp jellegű faunáról van szó. Közeli víz jelenlétére utal a csekély számú béka, hal és vízipocok.” Feltételezésünk szerint a mélyebben fekvő területeken ugyanebben az időszakban vízi üledékek rakódtak le.

A szőlő-parti holocén üledéksor vizsgálata során arra a következtetésre jutottak a szerzők, hogy a partfal a holocén idősebb szakaszában lerakódott ártéri képződményekből jött létre később végbement bevágódás és ártér-áthelyeződés következtében.

GEOMORFOLÓGIAI VISZONYOK

Pécsi M. (1993) szerint a löszös képződmények felső pleisztocén korát igazolja, hogy a közeli hódmezővásárhelyi téglagyári feltárás löszéből származó minta ^{14}C vizsgálata, $24\,130 \pm 360$ BP, Hel-1203 (Helsinki Egyetem, Radiokarbon Laboratórium).

Kiss T. et al. (2013) szerint az Alsó-Tisza mentén csak két ártéri szint különíthető el, míg északabbra a Közép-Tisza mentén 4 szint (Kasse, C. et al. 2010, Gábris GY. et al. 2012). Kis É. (2014) véleménye szerint a Kurca bal partján lévő magasártéri perem (Szentestől északra) is tagolható egymástól két jól elkülöníthető szintre (az alsó perem kb. 3 m, a felső kb. 1,5 méter magas). E folyópartszakaszon elképzelhető a három szint megléte. Az Ős-Tisza e folyómedren keresztül vezette a vizet az Ér-mellék, Körösök süllyedéke felől az Ős-Duna-völgyi erózióbázis felé. Nádor et al. (2007) szerint az Ős-Tisza 14–16 ezer évvel ezelőtt tevődött át a Bodroghözbe.

A Tisza magas árteréről csak egy meander maradt meg, a Kórógy-ér. Kora $16,8 \pm 1,53$ ka (Kiss T. et al. 2013). Magas ártéren megmaradt Ős-Maros meder a Kenyere-ér, kora $13,3 \pm 0,9 - 10,8 \pm 0,99$ ka, alacsony ártéri a Téglás-ér, kora $12,21 \pm 1,53$ ka (Sipos GY. et al. 2009, Hernesz P., Kis T., 2013). Az alacsony áréri szint kialakulása Tisza menti, holocén eleji bevágódásokhoz kapcsolódik (Kiss T. et al. 2013).

A tiszai partfalcsúszások kialakulása

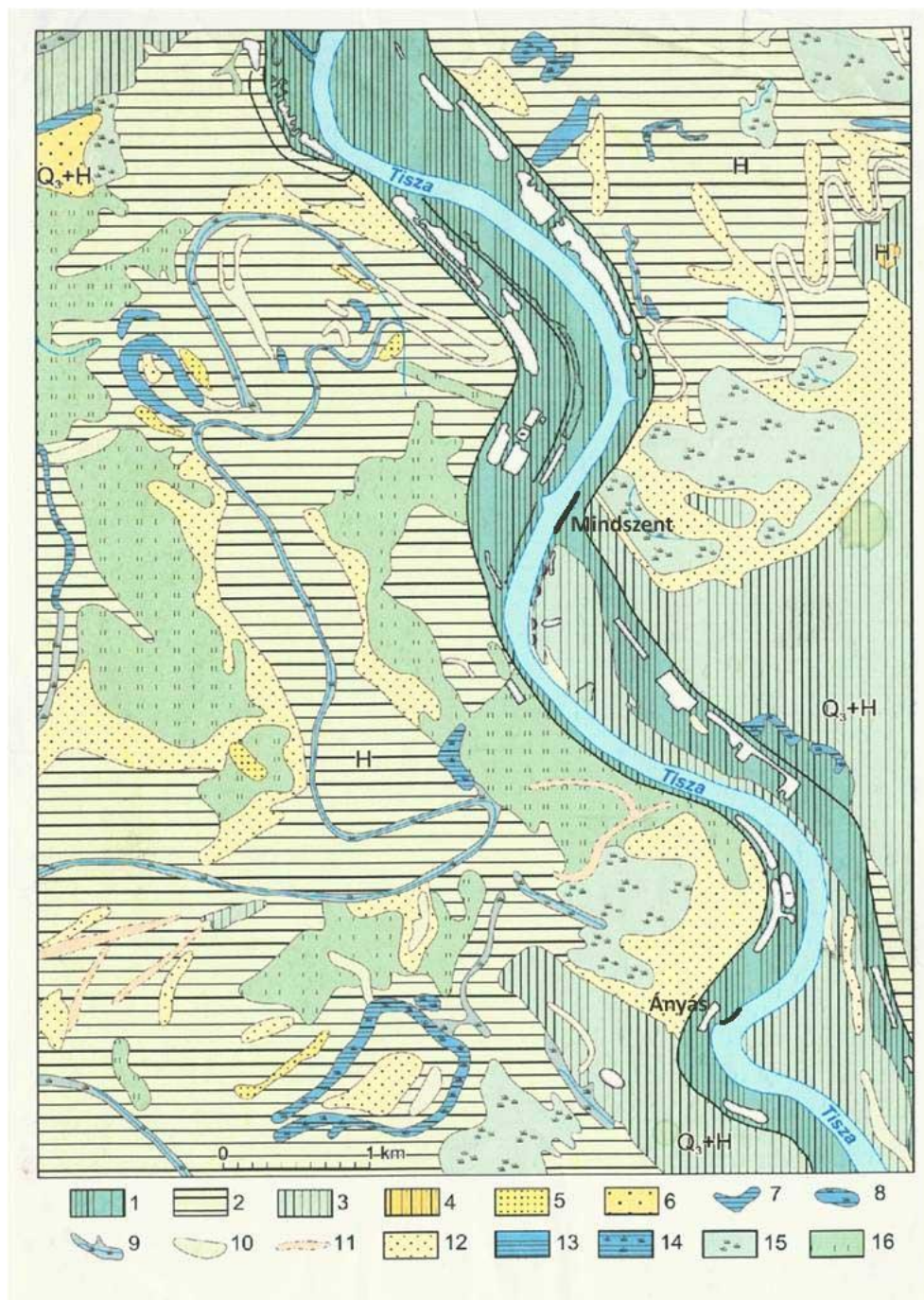
A tiszai partfalak alja a szivárgó vizek szintjénél van. Csuszamlások ott történnek, ahol a talajvizek kijönnek. Minél hosszabb ideig van nagyvíz, annál nagyobb az esélye a csuszamlások kialakulásának. Csuszamlások akkor is kialakulnak, ha lassan emelkedő árvízszintet hirtelen apadás követ. Kis É. (2014) véleménye szerint ott alakulnak ki csuszamlások, ahol a magas és az alacsony ártér peremét is magában foglaló partfalszakaszt mossa a Tisza vize, ahol a folyam merőleges az alacsony és magas ártér peremére (2. ábra), pl. a Mindszenti komplethajtónál, vagy az Ányási kanyar külső ívénél.

A földmozgások időbeli kialakulása

A csuszamlások bekövetkezhetnek tél végén, többnyire januárban, vagy februárban, amikor az ártéri lösz összletek olvadás után vízzel telítődnek, vagy árvizekhez kapcsolódóan. Hosszú ideig tartó, lassan levonuló árvizek után, vagy lassan emelkedő, de hirtelen gyors apadású vízszintcsökkenés után.

A tömegmozgások típusai a vizsgált területen

A vizsgált területen a partfalelmozdulások nagyobb részét szeletes csuszamlások (vagy suvadások) okozzák. A csúszópályát kék agyag rétegek (16. kép) biztosítják. A területen kevés a nagy vastagságú típusos löszből álló fal. A partfalak felső része ártéri löszös üledékből áll. Partomlások a területen ritkábban fordulnak elő és csak is a rendkívül százaz években nyár végén és az őszi hónapokban. A laza közetű löszfalak omlása többnyire a zsugorodás és hasadékképződés eredménye.



2. ábra. Mindszent környékének geomorfológiai vázlata (Kis.É, Lóczy D. – In: Lóczy D. et al. 2009). 1 = bullántér (aktív ártér); 2 = alacsony ártér; 3 = magas ártér; 4 = pleisztocén típusos, ill. ártéri lösszel fedett kiemelkedések; 5 = óholocén homokleplek; 6 = homokkal fedett pleisztocén hordalékkúpsíkság; 7 = feltöltött meander állandó vízborítással; 8 = feltöltött meander időszakos vízborítással; 9 = feltöltött meander csatornázott vízfolyással; 10 = feltöltött meander magas talajvízállással; 11 = mezőgazdasági művelés alatt álló feltöltött meander; 12 = morotvák közötti magasabb térszínek; 13 = ártéri mocsarak állandó vízborítással; 14 = időszakosan vízborításos egykori mocsarak; 15 = egykori mocsarak elgátolt medencéi csatornákkal lecsapolva; 16 = feltöltött egykori mocsár magas talajvízállással



16. kép. A csúszópályát biztosító kék agyag rétegek (Fotó: Kis É.)

A bal parti típusú csúszások a folyók eltemetett medrénél következnek be, ahol a folyó medertölteléke csúszik ki. Ez történt pl. a nagy 2000. évi árvíz idején a szelevényi és a nagyréti gátnál történt védekezéskor is. A gát talpánál ott törtek fel a fakadó vizek, ahol a gát metszette az eltemetett egykori folyóvölgyet. Talajvízszintje a gát túlsó oldalát nyomó kiáradt víztömeg hatására szintén jelentősen megemelkedett. A talajvízszint magasan a felszínen volt és áztatta a gátat. Bordás megtámasztással védekeztek. A gátakon sorozatos rézsúcsúszások keletkeztek. Ilyen típusú csúszások a Duna jobb partján a löszvölgyek talpánál következnek be (Schweitzer F. 2011).

A jobb parti típusú csúszások azokon a Duna-Tisza közti partszakaszokon keletkeznek, ahol a Tisza csak „pusztítja” a partot (parterózió), ahol a partfal a Duna-Tisza köze részét képezi. Ott fordulnak elő, ahol szűk a hullámtér, közel van a gát. Jelen esetben a folyók közvetlen partszakaszait tanulmányoztuk. A környező területeken előfordulnak a harmadik típusba – „a folyó által már elhagyott partszakaszon bekövetkező” – csúszások is.



17. kép. Ívelt csúszópálya mentén bekövetkező szeletes csuszamlás alacsony és magas ártér peremén Mindszent É-i részén (Fotó: Kis Molnár I.)



18. kép. Sík, vagy síkszerű csúszófelület mentén tömbös csuszamlás, a Mindszenti partfal D-i részén (Fotó: Kis Molnár I.)

Kis É. (2014) véleménye szerint a 2013-as Mindszenti hosszú partfal menti sorozatos csúszások között voltak mind a kétfajta típushoz tartozó csúszások. A partfal északi részén történő csúszások során többnyire karéj, vagy ívelt alakú, a déli részén egyenes sík mentén merőleges, vagy közel merőleges partfalak maradtak vissza. Az északi rész csuszamlásai ívelt, vagy görbült csúszópálya mentén bekövetkező gyors szeletes partfalcsúszások (Szabó J. 2013, 17. kép). Keletkezésükkor a partfal megnövekedett víztartalmának hatására kritikus feszültségi állapot jön létre. A csuszamlást vagy a csapadékvíz beszivárgása, vagy a felszín alatti víz, vagy mind a kettő együttesen idézi elő. A katasztrofális csuszamlásokat – így a 2013-as Mindszenti is – mind a kettő együttesen idézte elő. Először felszíni repedések és szakadásvonalak keletkeztek, később karéjos szakadásfal jött létre. A déli rész csuszamlásai sík, vagy síkszerű csúszófelület mentén mentek végbe, planáris lesiklások. A mozgás típusa blokk és tömbös csuszamlás (18. kép).

A PARTFALCSÚSZÁSOKAT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK

1. lejtőszög (nagyobb lejtőszög esetén nagyobb az elmozdulás valószínűsége); 2. a kohézió; 3. a réteg víztartalma, a talajvizet tartalmazó ártéri üledékekben a csúszólapon ható víz nyomása a víz magasságától függ; 4. a réteg agyag- és agyagásvány tartalma (közülük is az ún. „duzzadó agyagásványok”) viselkedése talaj- vagy rétegvíz változásának eredményeként; 5. a biztonsági érték (T), a lejtők állékonysága

A biztonsági érték alapján a lejtők háromféle állapotban lehetnek: stabilak: $T > 1,3$, feltételesen (a nedvességtartalom függvényében) stabil: ha $T = 1-1,3$, és csúszásveszélyesek: ha $T < 1$. 6. a kőzet mállottsága; 7. repedezettségének mértéke és jellege (a repedések sűrűsége, iránya, szélessége és kitöltése)

EREDMÉNYEK

Természeti tényezők hatása a partfalcsuszamlások létrejöttében

1. tektonikai és neotektonikai (aktív) tényezők Mindszent környezetében

A Pannon-medence jelenlegi geodinamikájának atlasza (Horváth F. et al 2005/a) térképlapjairól a tanulmányozott területekre vonatkozóan a következő megállapításokat tehetjük.

A jövőben a partfalmozgások a terület fokozatos süllyedésével párhuzamosan továbbra is előfordulnak antropogén beavatkozások nélkül is. Megállapítás: süllyedő területről (DNY–ÉK-i fő szerkezeti vonalak mentén kialakult) van szó. Véleményünk szerint ez az oka, hogy az esetek túlnyomó többségben csak két szint maradt meg a Dél-Tisza völgyben, az alacsony és a magas ártéri szint.

A jelenlegi felszíni folyamatok kialakulásának három fajta irányú elmozdulás lehet az oka.

a) *A Tiszán át ÉK-i irányba történő vízszintes elmozdulás* Észak-Isztriáról, az Alpok és a Dinaridák (Ljubljana és Zágráb) közötti területről (a magyarországi nagyszerkezeti vonal része) ÉK-i irányba több, egymással párhuzamos szerkezeti vonal mentén (a Tisza völgyén keresztörés során Mindszent északi részén át, ÉK-Magyarország irányába). A DNY–ÉK irányú vízszintes elmozdulás értéke Mindszent környékén 0,1 mm/év, Isztria környékén (ahonnan indul) ennek a 30-szorosa 3,0 mm/év. E változás a Tisza esetében keresztörés formájában nyilvánul meg a – Dong-ér – Tisza meder (18 méteres medermélység) – bal oldali holtágon keresztül (Horváth F. et al. 2007). A keresztörés formája: normál vető. A süllyedés folyamatos, ÉK felé tartó párhuzamos vetők mentén történik.

b) *D–É irányú, jelenleg is ható ciklikus tektonikai süllyedés*

A Pusztai-havasok nyugati pereméről, a Maros-Temes közéről induló, majd a Körös-Maros közén ÉK-i irányúvá váló törésvonal mentén végbemenő süllyedés. Makó, Hódmezővásárhely, Mindszent, Szentes környezetében létrejövő ciklikus árkos süllyedés. Hosszúsága kb. 60 km, szélessége 30–40 km. Az évi átlagos süllyedés ~ 1,5 mm Mindszenttől keletre oldalelmozdulás formájában.

c) *ÉK–DNY-i irányú keresztörések sűrű párhuzamos sávok mentén érik a terület a Dunántúli-középhegység irányából*

d) *Két keresztörés éri a területet a Jászság felől*

2. A szabályozási munkálatok hatása

A múlt századi szabályozások során a fejlett kanyarulatokat vágták le. Ennek következtében a Tisza esése a duplájára nőtt. Nőtt a parterózió mértéke és a csuszamlások kialakulásának lehetősége is. A tanulmányozott szakasz majdnem felén épültek partbiztosítási művek a múlt század elejétől fogva. Ezek a kanyarulatok külső ívét biztosítják. Hatnak az alattuk lévő kanyarulatokra is. A művek beépítésének hatására a szelvények szélessége lecsökkent. Lecsökkent a Tisza medrének vízelvezető képessége is. Nő a levonuló vizek szintje (Fiala K., Kiss T. 2006). A magasabb árvízszintek következtében Kis É. véleménye szerint nő a csuszamlások kialakulásának lehetősége is.

3. Csúszólap megléte

Az ártéri löszös üledékek alatt a vizsgált területen mindenütt megtalálhatók a kék agyag szintek a korábbi folyóvízi, tavi és mocsári üledékképződési környezetből.

4. A löszpart felépítése

Az agyagrétegek fölött laza löszös, iszapos, homokos üledékek váltakoznak.

5. A rétegek enyhén dőlnek a folyó felé

6. Meteorológiai körülmények

Az év első 3 hónapjában az átlagos csapadékmennyiség duplája esett. A csúszást megelőző hónapban (négyyszer 1 nap kivételével) minden nap hullott *áztató eső*.

Nagyobb erejű széllelkések is előfordultak az észlelt repedések napján és a bekövetkezett partfalcsúszások közötti időszakban.

7. *A Tisza vízszintjének lassú emelkedését* (májusi árvíz) *gyors apadás* (az évtized leggyorsabb vízszint csökkenése) követte. A Tisza vízszintje 6 m-t csökkent 8 nap alatt. A hirtelen jelentős vízszintesésben antropogén tényezők is szerepet játszhattak (víztározók, zsilipek, stb. hatása). A vízszintcsökkenés hatására a partszakasz elveszítette állékonyságát. A partot felépítő laza szerkezetű ártéri löszös üledékben ún. „vízgazdálkodási zavar” jött létre. A parton lévő *fák állékonyságcsökkentő szerepe* is jelentős volt. A partról a rétegek a fákkal együtt csúsztak a Tiszába. Volt közülük olyan, amely a Tisza közepén szigetet alkotott amely másfél év után még jelenleg is létezik, akadályozva a hajózást.

8. *A talajvízszint a folyó felé esett* a csúszás kezdetén és végén (a lecsúszott tömbökből még két hét múlva is csöpögött a víz).

ÖSSZEGZÉS

Kis É. véleménye szerint a mindszei partfalcsúszás legfőbb okozója a vízhez köthető. Részben a folyó hirtelen, gyors apadása (6 m 8 nap alatt, a vízlépcsők, zsilipek és víztározók antropogén hatásaival), részben az elmozdulásokra felülről érkező vizeknek (csapadékvíz, rétegvíz, stb.) a mennyisége és jellege. Jelentős befolyása véleménye szerint a csapadéknak volt. A csuszamlás májusban következett be. Az év első három hónapjában az átlagos csapadékmennyiség duplája hullott, és a csuszamlást megelőző hónapban is szinte minden nap volt *áztató eső* (négyyszer 1 nap kivételével). A Tisza vízszintcsökkenésének hatására az átáztatott part elveszítette állékonyságát. A hirtelen gyors apadást és az átáztatott partfal szerkezetét fele-fele arányban tartja felelősnek. A partbiztosításhoz szükséges későbbi részletes vizsgálatokhoz feltétlenül szükséges lenne a partfalelmozdulás monitoring rendszerrel történő folyamatos mérése.

Az előzetesen részletezett neotektonikai (az Alsó-Tisza mente folyamatos süllyedése) okok és a Tisza szabályozási munkálatok következtében fellépő bevágódások miatt továbbra is várhatók a sorozatos partfalomlások. Folyamatos (DNy–ÉK-i irányú fő törésvonalak mentén) és ciklikusan (DK–ÉNy irányú változó süllyedő D-alföldi területről van szó. A partvédelmi művek beépítésének hatására a szelvények szélessége jelentősen lecsökkent.

A partszakaszt felépítő közetnek (az agyagos ártéri lösznek) is döntő jelentősége van abban, hogy tömörödöttsége miatt korábban következik be a csúszás, mint pl. a Duna-menti homokosabb löszfalak esetében. Geomorfológiai szempontból a vizsgált partfalcsúszások jelentős része magas- és alacsony ártérperem mentén (pl. a kompátkelőnél és az ányási saroknál) jön létre (2. ábra). A feltöltődött egykori meanderek törmelékanyaga esik ki a folyó irányába.

Felhasznált irodalom

- Baranya S., Józsa J., Krámer T. 2008. Veszélyes Duna-szakaszok hidrodinamikai modellezése folyószabályozások tervezéséhez. Kutatási jelentés. Budapest.
- Bezán M. 2013. A vízállások apadási ütemének alakulása a Tiszán. Hidrológiai Közlemények 2. pp. 55–77.
- BME VVT. 2009. A magyarországi felszíni vizek hidromorfológiai monitoringjának intézményfejlesztése. Projekt zárójelentés. BME, Budapest.
- Domokos T. 1984. Adatok a kardoskúti Fehér-tó holocén Mollusca-faunájának vizsgálatához. Alföldi Tanulmányok 8. pp. 59–80.
- Domokos T. 1986. Adatok Békéscsaba malako-faunájának kialakulásához. – Állattani Közlem. 73. pp. 11–19.
- Domokos T. 1990. A bélmegyeri Bélhosszú földrajzi viszonyai, holocén puhatestű faunája és gerinces maradványai. – Malakológiai Tájé. 9. pp. 19–26.
- Domokos T., Krolopp E., Szónoky M. 1992. A békéscsabai téglagyár II. és III. sz. bányaterületének üledéktani, malakológiai és őslénytani vizsgálata. Alföldi Tanulmányok 14. pp. 51–74.
- Domokos T., Krolopp E. 1997. A Mindszent melletti Koszorú-halom és Szőlő-part negyedidőszaki képződményei és Mollusca-faunájuk. Folia Historico Naturalia Musei Matraensis 22. pp. 25–41.
- Dövényi Z. (szerk.) 2011. Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Bp. 876 p.
- Fényi I. 2008. Ultrahangos folyómeder-felmérési módszerek pontossági vizsgálata. TDK dolgozat. BME, Budapest.
- Fiala K., Sipos Gy., Kiss T. 2006. Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In: Táj, környezet és társadalom. Tanulmányok Keveiné Bárany Ilona professzor asszony tiszteletére. Szerk. Kiss A., Mezősi G., Sümeghy Z. SZTE, Szeged. pp. 203–211.
- Fiala K., Kiss T. 2006. Szabályozások hatására megváltozott mederparaméterek vizsgálata az Alsó-Tiszán. In: III. Magyar Földrajzi Konferencia. MTA FKI, Budapest.
- Gábris Gy., Horváth E., Novothny A., Ruszkiczay-Rüdiger Zs. 2012. Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. Geologie en Mijnbouw-Netherlands Journal of Geosciences 91 (1–2). pp. 111–128.
- Gyarmati J., Sőreg V., Szilágyi I., Tóthné Medvei Zs., Török V.-né, Kloska K., Nagy Z., Marton T., Varga E. 2000. Zárójelentés a 78. Csongrád – Mindszent kutatási területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről. Kutatási jelentés, MOL Nyrt., Budapest. MBFH Országos Bányászati és Földtani Adattár.
- Hernes P., Kiss T. 2013. A Tisza meder partfalának vizsgálata. Késő pleisztocén és holocén folyamatok az Alsó-Tiszán. Hidrológiai Közöny 2.
- Horváth F., Bada G., Windhoffer G., Csontos L., Dövényi P., Fodor L., Grencsics Gy., Síkhegyi F., Szafián P., Székely B., Tímár G., Tóth L., Tóth T. 2005. A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza. Euro-konform térképsorozat és magyarázó. OTKA T034928 sz. projekt zárójelentése. ELTE TTK Geofizikai Tsz. Budapest, 38 p. http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- Horváth Z., Maros Gy. 2012. A szegedi szénhidrogén koncessziós terület: Komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati tanulmány. ELGI, MÁFI, MBFH, NEKI. Budapest.
- Józsa J. 2010. Hidromorfológia. MSc. tantárgy diái.
- Józsa J. 2010. Hidromorfológia MSc. oktatási jegyzet. BME, Budapest.
- Kaba I., Farkas J. 1978. Egy ártéri hídfeljáró töltésének tönkremenetele. Mélyépítéstudományi Szemle. XXVIII. 4. pp. 145–155.
- Károlyi Zs., Nemes G. 1975. A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja, I., II., II. kt.

- Kasse C., Bohncke SJP., Vandenbergae J., Gábris Gy. 2010. Fluvial stile changes during the last glacial-interglacial transition in the Middle Tisza valley (Hungary). *Pro. of the Geol. Ass.* 121 (2). pp. 180–194.
- Kaszás F., Takács A. 2013. Kulcs és Dunaszekcső csuszamlás-veszélyes területeinek mozgása a 2013. évi dunai árhullám idején. In: Török Á., Görög P., Vásárhelyi B. (szerk.) *Mérnökgeológia-Közetmechanika*. pp. 59–64.
- Kiss T., Hernesz P. 2011. Az Alsó-Tiszavidék árterének geomorfológia jellegzetességei és kora. *Földrajzi Közlemények* 135 (3). pp. 261–275.
- Kiss T., Sümeghy B., Hernesz P., Sipos Gy., Mezősi G. 2013. Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros hordalékkúp késő pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemény* 137 (3). pp. 269–277.
- Kiss K., Sőreg V., Szentgyörgyi K.-né, Balázs E.-né, Eszes I.-né, Szabóné László A., Mészáros V.Cs., Zsuppán Gy., Milota K., Magyar I., Zahuczki P., Vargáné Tóth I., Szabó I., Tóth J., Vida E. 2010. Zárójelentés a 107. Mindszent kutatási területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről. MOL Nyrt.
- Kordos L. 1991. A közép-európai felső pleisztocén pocokfauna fejlődése és biosztratigráfiai értékelése. *A Földtani Intézet évi jelentése 1989-ről*. pp. 495–522.
- Kovács Z., Gyuricza Gy. (összeáll.) *A Tisza szénhidrogén koncessziójára javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése*. (MFGI) Budapest.
- Krolopp E. 1970. Őslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felső pliocén rétegek sztratigráfiájához. *Őslénytani Viták* 14. pp. 5–43.
- Krolopp E. et al. 1955. Szeged-Öthalom környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. *Földtani Közl.* 125. pp. 309–361.
- Krolopp E. 1977. Absolute Chronological Data of the Quaternary Sediments in Hungary (A magyarországi negyedkori üledékek abszolút kronológiai adatai). *Földrajzi Közlemények* 26 (1–3). pp. 230–231, pp. 231–232 + 1 tábla old.
- Krolopp E., Szónoky M. 1982. Az Ős-Körös körösladányi rétegsorának paleoökológiai és állatföldrajzi vizsgálata. *Alföldi Tanulmányok* 6. pp. 7–23.
- Krolopp E., Szónoky M. 1984. A Kettős-Körös völgye két jellegzetes fáciesének üledékföldtani és paleoökológiai összehasonlítása. *Alföldi Tanulmányok* 8. pp. 53–57.
- Láng S. 1960. A Délkelet-Alföld felszíne. *Földrajzi Közlemények* 84. pp. 31–43.
- Lóczy D., Kis. É., Schweitzer F. 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary, *Geomorphology* 113: (3–4) pp. 200–209.
- Mihálitz I. 1967. A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. *Földtani Közlemények* 97. pp. 294–307.
- Molnár B. 1967. A Dél-Alföld pleisztocén feltöltődésének ritmusai és vízföldtani jelentőségük. *Hidrológiai Közlöny* 47 (12). pp. 537–552.
- Nádor A., Thamó-Bozsó E., Magyar Á., Babinszki F. 2007. Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Wechselian in the Eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). *Sedimentary Geology* 202 (1–2). pp. 174–192.
- Nagy L., Takács A. 2012. Újabb szolnoki partmozgás 2010-ben. *Hidrológiai Közlöny* 92 (2). pp. 49–54.
- Nagy L. 1985. A Zagyva jobbpart 1+324–1+350 szelvények közötti töltéskárosodás vizsgálata. VITUKI jelentés.
- Nagy L. 1985. A Zagyva jobb part 0+525–1+148 szelvények közötti szakasz feltárása, rézsúállékonyság vizsgálata. VITUKI jelentés.
- Nagy L. 2003. Vízoldali rézsú csúszása a Zagyva jobb partján. *Vízügyi Közlemények* 86 (4). pp. 631–649.
- Pécsi M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 1–375.

- Rajetzky M. 1973. Fosszilis folyóvízi üledékek mikromineralógiai spektrumának értelmezése recens hordalékvizsgálat alapján. *Földtani Közl.* 103. pp. 285–293.
- Rónai A. 1972. Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. *Földt. Int. Évk.* 61 (1). pp. 1–421.
- Rónai A. 1978. Az Alföld földtani atlasza. Hódmezővásárhely. MÁFI, Budapest, I–XIV. pp. 1–18.
- Rónai A. 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geol. Hung., Ser. Geol.* 21. pp. 1–446.
- Sándor A. 2012. A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. PhD-értekezés tézise. Szegedi Tudományegyetem.
- Schweitzer F. 1976. A magyarországi felszínmozgásos területek térképezése. *Földrajzi Értesítő* 25. pp. 2–4.
- Schweitzer F. 2011. Katasztrófák tanulságai. Stratégiai jellegű természetföldrajzi kutatások. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. 195 p.
- Szabó J. 2013. Lejtős tömegmozgások. In: Gábris Gy. (szerk.) Általános természetföldrajz II. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. p. 142.
- Takács A. 2012. Hazai lejtők és rézsűk állékonysági vizsgálata. PhD értekezés. p. 119
- Takács A., Farkas J. 2012. Rétegcuszmálások néhány különleges kérdése. *Műszaki ellenőr* 1 (4). pp. 36–38.
- Takács B., Kiss A. 2013. Összefoglaló jelentés a kulcsi felszínmozgásos területek elmozdulás-méréseiről. BME Általános és Felsőgeodéziai Tanszék, 2013. július.
- Takács A., Kaszás F. 2013. Árvíz hatása a Duna parti felszínmozgásokra. In: Tompai Z., Mahler A., Takács A., Varga G. (szerk.) *Geotechnika Konferencia*. pp. 8–10.
- Varga K. 2007. Homokmedrű vízfolyások medermorfológiai jellemzése a Duna magyarországi szakaszának példáján. Diplomamunka. BME, Budapest.